

CMIP6 全球气候模式对青藏高原中东部地表感热通量模拟能力 评估¹

王美蓉^{1,2} 周顺武¹ 孙阳¹ 王军³ 马淑俊⁴

1 南京信息工程大学资料同化研究与应用中心/气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

3 南京大学国际地球系统科学研究所, 南京 210023

4 拉萨市气象局, 拉萨 850011

摘要 利用青藏高原(以下简称高原)气象台站常规观测资料、国家青藏高原科学数据中心的青藏高原地气相互作用过程高分辨率(逐小时)综合观测数据集(2005–2016)、国际耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)的历史模拟试验数据和卫星辐射资料,定量评估了12个全球气候模式对1979–2014年高原中东部地表感热通量的模拟能力,并对其模拟偏差进行了成因分析。结果表明,CMIP6模式可较好地重现高原地表感热的年循环和季节平均的空间分布型,但数值较计算感热偏低,主要表现为对感热大值区严重低估。区域平均而言,12个模式模拟的春季高原中东部感热的时间演变序列整体较计算感热偏低,其中偏差最大的模式为MIROC6,其多年均值仅为计算值的1/3左右。进一步分析发现多模式模拟的春季高原10 m风速和地气温差分别偏强和偏弱,说明CMIP6模拟的春季高原感热偏低可主要归因于地气温差的模拟冷偏差。地气温差的模拟冷偏差在高原中东部地区普遍存在,且地表温度和空气温度均存在明显冷偏差,尤其地表温度偏差更大,这很大程度上可能与CMIP6多模式模拟的春季高原降水偏强有关。

关键词 青藏高原 CMIP6 模式 地表感热 地气温差 冷偏差

文章编号 2021169A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2204.21169

收稿日期 2021-09-05; **网络预出版日期**

作者简介 王美蓉,女,1987年出生,讲师,主要从事青藏高原气候动力学、季节内振荡和亚洲季风变率方面的研究。Email: wmr@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41807434,41605039

Funded by National Natural Science Foundation of China (NFSC) (Grants 41807434,41605039)

Assessment of the Spring Sensible Heat Flux over the central and eastern Tibetan Plateau
Simulated by CMIP6 Multi-models

Wang Meirong^{1,2}, Zhou Shunwu¹, SunYang¹, Wang Jun³, Ma Shujun³

1 *Joint Center for Data Assimilation Research and Applications /Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD) /Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*

2 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

3 *International Institute for Earth System Science, Nanjing University, Nanjing 210023*

4 *Lasa Municipal Meteorological Bureau, Lasa 850011*

Abstract

Based on historical observations at 77 meteorological stations and a long-term dataset of integrated land-atmosphere interaction observations on the Tibetan Plateau (TP) (2005-2016), the historical simulations from 12 models participated in the sixth Phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), and GEWEX-SRB satellite radiation products, we have quantitatively examined the ability of CMIP6 models in simulating the surface sensible heat flux over the TP during 1979~2014, and analyzed the possible causes of simulation biases. Results show that CMIP6 models can well reproduce the annual cycle and seasonal spatial patterns of the sensible heat over the TP, albeit with lower amplitudes than calculated sensible heat flux, especially showing obvious underestimation over the strong sensible heat regions. The area-weighted long-term spring sensible heat fluxes over the central and eastern TP simulated by 12 models are generally lower than calculated values, with the minimum sensible heat amplitude in MIROC6 which has approximately 1/3 of the climatological amplitude in calculated sensible heat flux. Further, we find that wind speed at 10 m and land-air temperature difference in spring simulated by models are stronger and weaker than calculated values, respectively, implying that

the lower sensible heat amplitudes simulated by CMIP6 multi-models are mainly attributed to the cold biases of land-air temperature difference. Spatially, the cold biases of land-air temperature difference widely exist over the central and eastern TP, in which more specifically, both of surface temperature and air temperature show the cold biases, however, with colder biases in surface temperature. The cold biases mechanistically are likely related to the simulated stronger precipitation over the TP in CMIP6 models.

Key Words Tibetan Plateau; CMIP6 models; Sensible heat flux; land-air temperature difference; cold bias.

1 引言

春、夏季青藏高原（以下简称高原）是一个大气热源，可直接加热对流层中层大气（Flohn 1957；叶笃正等 1957；吴国雄等 2018）。大量研究表明春季高原地表感热加热异常对亚洲季风具有预测意义，同时对整个北半球的大气环流和气候变化均有显著影响（Duan et al., 2011; Duan et al., 2013; Wu et al., 2015）。高原感热具有显著的年际和年代际变化特征（张艳和钱永甫, 2004；王欢和李栋梁, 2020），并与亚洲季风降水变率联系密切，特别是春季高原感热异常是造成江淮流域夏季降水异常的重要原因之一（段安民等, 2003；Wu et al., 2012; Duan et al., 2013; Wang et al., 2014）。自 1980 年以来，春季高原感热呈持续减弱趋势（Duan and Wu, 2008; 阳坤等, 2010；王美蓉等, 2012；Wang et al., 2019），对东亚夏季降水的年代际异常造成了显著影响（Duan et al., 2013）。进入 21 世纪后，春季高原感热变化趋势开始出现转折，表现为年代际增强（Wang et al., 2019），这一变化被认为与同一时段中国东部季风降水的变化有关（王欢和李栋梁, 2020）。

当代气候模式已成为研究气候变化的重要工具，特别是针对资料匮乏地区，精确的气候模拟对气候变化认知和预测十分重要。模式模拟与实际天气和气候变化总是存在误差，因此在使用气候模式进行模拟之前，需要对模式的模拟能力进行评

估，以了解其模拟结果的可信度和不确定性。特别是对于高原这样的复杂大地形，模式误差在高原存在放大现象（王淑瑜和熊喆，2004；Ding et al., 2007; Gao et al., 2020）。采用最新的国际耦合模式比较计划第五阶段（CMIP5）试验数据，胡琴等（2014）评估了 44 个模式对高原地表气温和降水的模拟能力，发现地表气温模拟存在冷偏差，而对降水的模拟普遍偏大，验证了前人研究所得评估结果（Xu and Xu, 2012; Su et al., 2013）。而在 CMIP6 中，温度模拟冷偏差有所改善，但降水严重高估问题依然存在（Zhu and Yang, 2020）。

目前，利用最新一代 CMIP6 试验数据评估其对高原感热模拟能力的工作还很有限（Wang et al., 2019; Xie and Wang, 2021），其中 Wang et al. (2019) 基于 CMIP6 的 12 个模式分析了春季高原感热的长期变化趋势，发现前几十年的减弱趋势在 2000 年左右开始反转，并在未来持续增强。本文同样利用该 12 个模式，在评估其对春季高原感热强度模拟能力的基础上，重点分析了其偏差原因，以此基于同样的模式来全面评估 CMIP6 对春季高原感热不同尺度变率的模拟水平。现阶段开展此项评估工作对高原局地气候变化及其影响东亚气候的研究均十分重要，也为未来气候预测提供有力参考。

2 资料、模式模拟和方法

2.1 资料

本文使用资料主要包括：

- (1) 由 Duan et al (2018) 基于中国气象局在青藏高原的 80 个常规气象台站（图 1）数据（地表温度、空气温度和 10 m 风速）计算的 1979~2016 年的地表感热数据，该套数据集可免费公开下载（<http://staff.lasg.ac.cn/amduan/index/article/index/arid/11.html> [2019-10-10]）。具体计算方法见 2.3 部分的介绍。

- (2) 来自国家青藏高原科学数据中心的青藏高原地气相互作用过程高分辨率（逐小时）综合观测数据集（2005–2016）（<https://data.tpdc.ac.cn/zh-hans/data/b9ab35b2-81fb-4330-925f-4d9860ac47c3/> [2021-05-30]，马耀明，2020；Ma et al., 2020），该数据集包括气象梯度数据、辐射数据、土壤以及湍流数据。本文所使用的是湍流数据中的地表感热通量，该数据集共包含高原地区的 6 个测站（见图 1 中红色五角星标识），分别为珠穆朗玛大气与环境综合观测研究站(QOMS)、藏东南高山环境综合观测研究站(SETORS)、那曲高寒气候环境观测研究站（BJ）、纳木错多圈层综合观测研究站（NAMORS）、阿里荒漠环境综合观测研究站（NADORS）和慕士塔格西风带环境综合观测研究站（MAWORS）。
- (3) 由 NASA/GEWEX 的地表辐射收支（Surface Radiation Budget, SRB，<https://gewex-srb.larc.nasa.gov> [2021-05-30]）项目提供的逐月地面和大气层顶的长波和短波辐射通量，时间段为 1983~2017 年，空间分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。

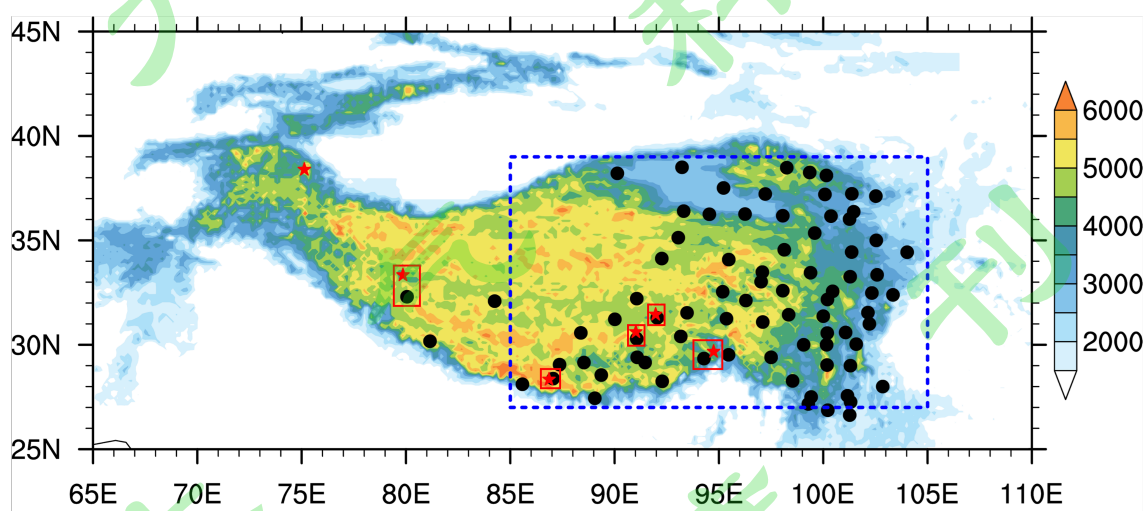


图 1 高原 80 个常规气象台站（黑色实心点）和 6 个最新的综合观测台站（红色五角星）地理位置的空间分布，其中 77 个常规测站位于高原中东部地区；蓝色框区域（27~39°N，85~105°E）为下文中 CMIP6 模拟数据的区域平均范围，红色框内则是互相做对比的两测站位置

Fig.1 Geographical distributions of 80 meteorological stations (black solid dots) and six latest integrated observation stations (red stars), in which 77 meteorological stations are located in central and eastern TP; The blue box indicates

the regional average range (15–35°N, 40–60°E) of the CMIP6 simulations below, and the red box shows the positions of the two stations being compared to each other

2.2 模式数据

所用模式资料为 CMIP6 全球气候模式的历史模拟试验（Historical）数据。Historical 试验是从工业革命前参照（piControl）试验的某个时间点启动，在基于观测的、随时间变化的各种外强迫驱动下进行 1850 年以来的历史气候模拟。CMIP6 是 CMIP 计划实施 20 多年来参与的模式数量最多、设计的数值试验最丰富、提供的模拟数据最为庞大的一次（周天军等，2019）。目前，大多数模式对历史时期气候的模拟时段均为 1850~2014 年，结合观测数据，本文研究时段选定为 1979~2014 年，并采用了 12 个气候模式的历史数据用于研究。模式的详细信息见表 1，更多介绍可参考 <https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/>。考虑到模式之间的不同空间分辨率，数据后处理时均使用一阶守恒插值方案将数据统一插值为 1.5°×1.5°分辨率（Jones, 1999），以便做多模式的集合等计算。此外，为避免个别模式极大值或极小值的影响，文中多模式集合的结果是通过计算多模式模拟数据的中位数所得。

表 1 本文所使用的 12 个模式列表，包括模式名称、国家、模拟集合数、分辨率和参考文献

Table.1 List of models used in this study, including the model names, countries, numbers of ensembles, resolutions, and data references

模式名称	国家	模拟集合数	分辨率	参考文献
BCC-CSM2-MR	中国	3	160 × 320	Xin et al., 2018
BCC-ESM1	中国	3	64 × 128	Wu et al., 2020
CESM2	美国	10	192 × 288	Danabasoglu, 2020
CESM2-WACCM	美国	3	192 × 288	Danabasoglu, 2019
CNRM-CM6-1	法国	10	128 × 256	Voltaire et al., 2019
CNRM-ESM2-1	法国	5	128 × 256	Seferian, 2019
GISS-E2.1G	美国	10	90 × 144	NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS) 2018

GISS-E2.1H	美国	10	90 × 144	NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS) 2017
IPSL-CM6A-LR	法国	31	143 × 144	Boucher et al., 2020
MIROC6	日本	10	128 × 256	Tatebe et al., 2019
MRI-ESM2.0	日本	5	160 × 320	Yukimoto et al., 2019
UKESM1.0-LL	英国	6	144 × 192	Tang et al., 2019

2.3 感热计算公式及比较

感热的计算公式（Monin and Obukhov 1954, Duan and Wu 2008）如下：

$$SH = \rho C_p C_H V_{10} (T_s - T_a) \quad (1)$$

其中， ρ 是空气密度， $C_p=1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 是常压下的干空气比热， C_H 为热量拖曳系数， V_{10} 即 10 m 平均风速， T_s 和 T_a 分别是地表温度和空气温度。这里需要注意的是， C_H 值具有很强的日变化，依赖于大气稳定度、地表热力粗糙度（阳坤等，2010）以及风速（Chen et al 1985）。本文所使用的感热数据正是 Duan et al (2018) 依据公式（1）计算所得（以下简称为“Duan2018”）。其中，考虑到 C_H 的日变化特征，Duan2018 参考阳坤等 (2010) 基于统计降尺度的方法得到逐小时的风速大小、地表温度和气温，进而计算得出地表感热通量数据。

为验证 Duan2018 的准确性和可靠性，本文利用最新的高原高分辨率（逐小时）综合观测数据集中 6 个测站的地表感热通量的观测值来做对比。为此，根据这 6 个测站的经纬度信息挑选出 Duan2018 中地理位置最为接近的测站进行比较（图 1 和表 2），两对比测站之间的最短直线距离 10 km，最长 125 km。MAWORS 位于高原西北端，在 Duan2018 中无对应测站，无法进行比较。故其余 5 个测站的月平均感热序列的对比如图 2 所示，整体而言，Duan2018 与综合观测数据集的观测结果十分接近，有较为一致的变率及变化幅度，相关系数最低 0.49（图 2c），最高可达 0.85（图 2d），均通过了 99% 信度检验。因此，可推断 Duan2018 是准确可信的，在本文后续中用来评估 CMIP6 对高原地表感热通量的模拟性能进而做偏差分

析。需要注意的是，由图 2 可发现两套资料均有小部分缺测值，这也是观测资料不可避免的问题，但对本文结论无明显影响。

表 2 高原高分辨率综合观测数据集与 Duan2018 中对应站点的相关信息，包括站点名称、经纬度及对应站点间的直线距离

Table.2 List of the stations in the high resolution integrated observational dataset and Duan2018, including the station names, latitude, longitude, and the straight-line distance between the two corresponding stations

综合观测数据集	纬度	经度	Duan2018	纬度	经度	站点直线距离(km)
BJ	31.37°N	91.90°E	Nagqu	31.29°N	92.04°E	16
QOMS	28.36°N	86.95°E	Dingri	28.38°N	87.05°E	10
SETORS	29.77°N	94.73°E	Linshi	29.40°N	94.20°E	65
NADORS	33.39°N	79.70°E	Shiquanhe	32.30°N	80.05°E	125
NAMORS	30.77°N	90.98°E	Tangxiong	30.29°N	91.06°E	54

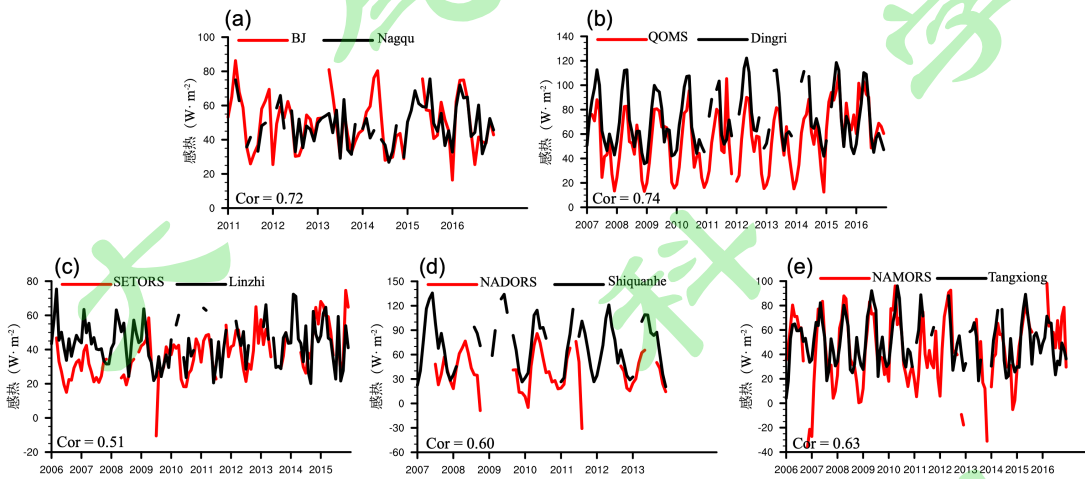


图 2 高原高分辨率综合观测数据集（红线）与 Duan2018（黑线）的 5 个（a - e）对应测站地表感热（ $W \cdot m^{-2}$ ）的逐月时间演变。图中左下角所示为两条序列的相关系数

Fig.2 Temporal evolutions of sensible heating flux at corresponding five stations (a-e) for the high resolution integrated observational dataset (red lines) and Duan2018 (black lines). The correlation coefficients of two sequences are shown in the bottom left corner of the figures

3 高原中东部地表感热的模拟评估

以下将高原中东部 77 个测站的地表感热数据 (Duan2018) 来与 CMIP6 模拟试验结果做对比分析, 分别从年循环和季节平均等方面来评估模式的模拟性能。其中春季感热尤为重要, 是重点分析内容。

3.1 年循环

图 3 所示为 Duan2018 与 12 个模式模拟的地表感热年循环序列。由图可见, Duan2018 在春季 (3~5 月) 最为显著, 其中 5 月达到峰值, 之后随着高原夏季风来临而逐渐减弱, 并在冬季最弱。相较而言, 多模式模拟的高原感热中位数的年循环变化曲线与 Duan2018 大体类似, 感热极值也出现在 5 月, 但不同的是, 模式模拟的感热强度在 1~5 月份整体偏低, 而夏季的模拟强度和 Duan2018 更为接近, 这就导致了模拟的感热年循环较 Duan2018 存在一定的位相差异, 表现为模拟的春季感热低于夏季, 这可能与模式模拟的春季高原降水偏多有关 (3.2 中详细讨论)。具体地, 12 个模式模拟的感热年循环不尽相同, 大部分模式模拟的各月感热均较 Duan2018 偏低, 其中模式 MIROC6 的模拟感热数值最低。CESM2 和 CESM2-WACCM 模拟的夏、秋季感热与 Duan2018 最为接近。12 个模式中, 有 3 个模式 (CNRM-ESM2-1、CNRM-CM6-1 和 GISS-E2-1-G) 模拟感热明显较 Duan2018 偏高, 但这种偏高仅表现在 5~10 月, 其他月份则明显偏低。

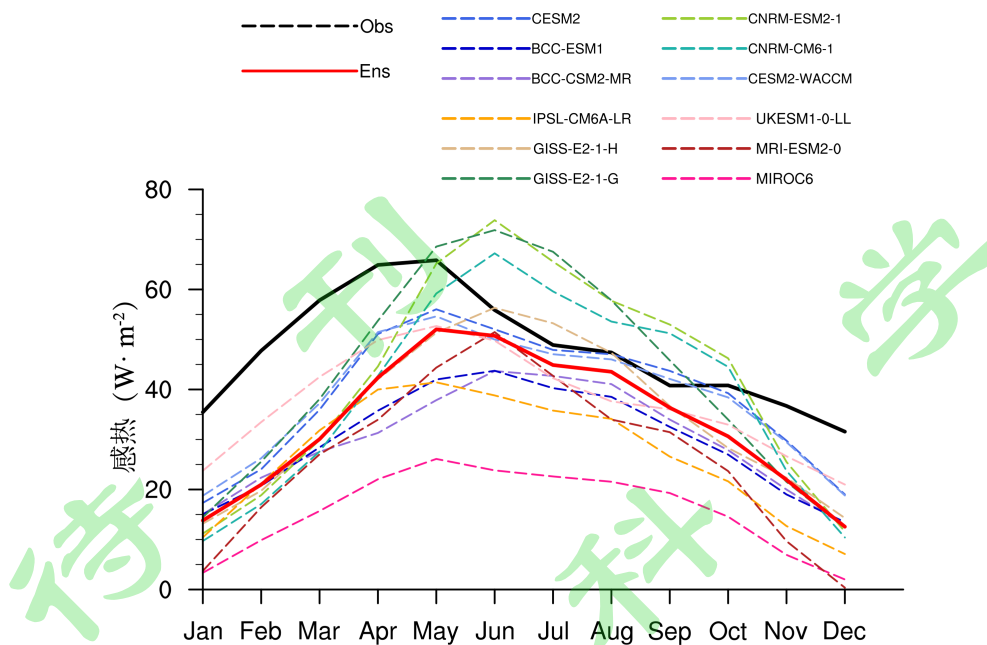


图 3 1979~2014 年气候平均的高原中东部地表感热通量的年循环序列 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)，其中黑色实线为 77 个测站平均，即 Duan2018，12 条虚线分别为 12 个模式的区域 ($27 \sim 39^\circ\text{N}$, $85 \sim 105^\circ\text{E}$) 平均，红色实线则为 12 条虚线的中位数

Fig.3 Annual cycle of the climatological mean sensible heating flux ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) over the central and eastern TP during 1979–2014; Black and red solid lines represent the sensible heating flux of the 77-station-averaged and the median of the 12 CMIP6 modes, respectively. The other 12 dotted lines indicate the regional averaged sensible heating flux of the 12 models

3.2 季节平均的空间分布

比较春、夏季 Duan2018 与模拟感热的空间分布 (图 4)，从图中 Duan2018 结果可以看出，春季感热最为强盛，大值区主要分布在高原中部和北部地区，感热数值均在 $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上，甚至部分区域超过 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (图 4a)。进入夏季，高原北部的感热高值区依然持续存在，其他大部分地区的感热则因雨季来临而整体减弱，特别是高原南部减弱幅度十分明显，而整体的空间分布型与春季较为类似 (图 4c)。秋、冬季高原感热相较而言则要弱的多，大部分区域感热数值在 $40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下 (图略)。从 CMIP6 的多模式模拟结果来看 (图 4b 和图 4d)，感热的空间分布在夏季和 Duan2018 较为一致，表现为高原东南部感热低值区和北部高值区，但对北部感热大值区的模拟存在低估，由图可知模拟偏低达 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右。相比

较，模式和 Duan2018 中春季感热的空间分布及强度均存在一定偏差，Duan2018 中感热中部高东部低的空间分布在模式中并不明显，特别是模式对高原中部感热大值区的把握欠佳，在感热数值上，模拟结果整体偏小。

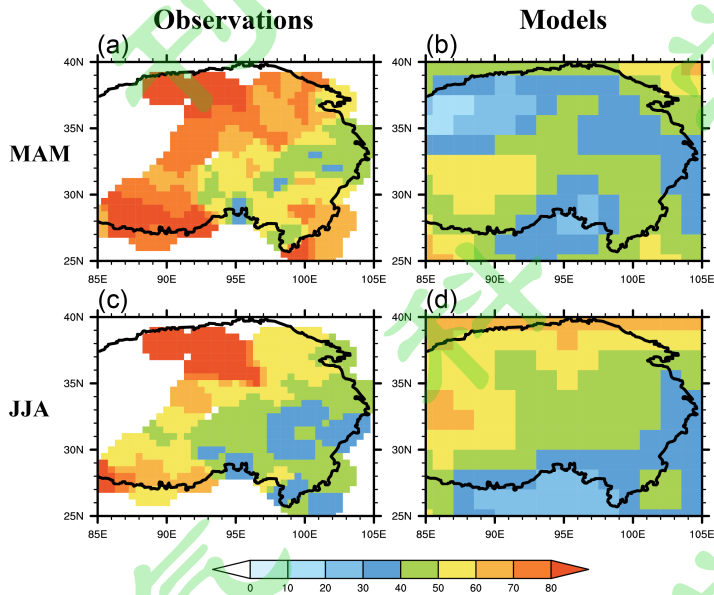


图 4 1979~2014 年 averages 的 Duan2018 (a, c) 和多模式模拟 (b, d) 的春季 (a, b) 、夏季 (c, d) 高原感热的空间分布 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig.4 Spatial distributions of the (a, b) spring and (c, d) summer mean sensible heating flux ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) over the central and eastern TP during 1979~2014 for the (a, c) Duan2018 and (b, d) CMIP6 multi-models

4 春季高原感热模拟偏差及成因分析

通过上述分析，不难发现 CMIP6 模拟感热整体较 Duan2018 偏低，其中春季感热偏差较大，主要表现在对大值区域的模拟异常偏低。因此，接下来重点分析 CMIP6 多模式对春季高原感热模拟普遍偏低的原因。图 5a 所示为 Duan2018 和模式模拟的 1979~2014 年春季高原中东部感热的时间演变序列。由图可见，12 个模式模拟的春季高原感热长时间序列均较 Duan2018 明显偏低，甚至个别模式结果与之差别甚远。Duan2018 的多年平均值为 $62.86 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，年际变率强度为 $1.90 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，而模拟感热的多年平均中位数仅为 $41.88 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，且模式之间存在较大不确定性（标准差为 $8.55 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ），但年际变化强度与 Duan2018 基本相当，为 $1.64 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ （表 3）。其中，与 Duan2018 最为接近的模式是 GISS-E2-1-G（ $53.47 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ），

但其年际变率相较偏强（标准差为 $5.23 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ），而模拟感热与 Duan2018 偏差最大的模式则是 MIROC6，在所有模式中感热数值最小，气候均值仅为 Duan2018 的 1/3 左右（表 3）。

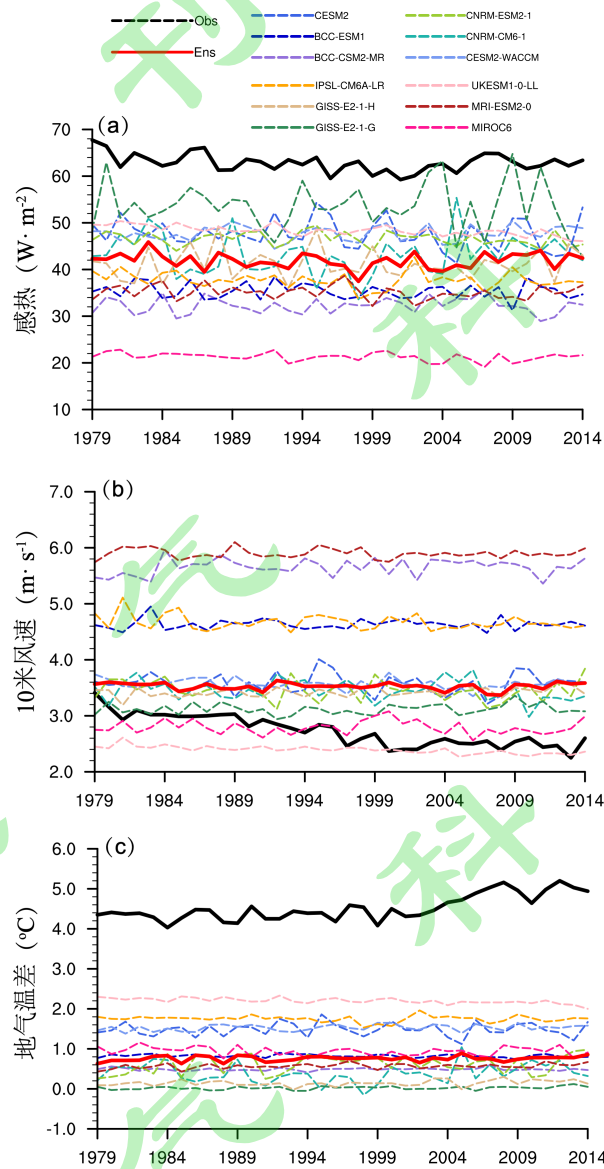


图 5 1979~2014 年春季观测和模式高原中东部 (a) 感热 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、(b) 10 m 风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 (c) 地气温差 ($^{\circ}\text{C}$) 的时间演变序列，其中黑色实线为 Duan2018，红色实线为所有模式序列的中位数，其余曲线则分别为 12 个模式的模拟结果

Fig.5 Temporal evolutions of the (a) sensible heating flux ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), (b) wind speed at 10 m ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and (c) land-air temperature difference during 1979~2014 for observations and multi-models; Black and red solid lines indicate the elements of Duan2018 and the median of the multi-models, respectively; The other 12 dotted lines indicate the regional averaged elements of the 12 models

表 3 1979~2014 年观测、12 个模式及模式平均计算所得高原中东部区域春季平均感热 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、感热年际变率 ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)、10 m 风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和地气温差 ($^{\circ}\text{C}$) 的气候态, 其中加粗数字为观测结果 (感热为 Duan2018)

Table.3 Climatological mean of spring sensible heating flux and its inter-annual variability ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), wind speed at 10 m ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and land-air temperature difference ($^{\circ}\text{C}$) over central and eastern TP during 1979~2014 for observations and CMIP6 models. The numbers in bold are the observations

	感热	感热年际变率	10 m 风速	地气温差
观测	62.86	1.90	2.73	4.52
BCC-CSM2-MR	32.25	1.68	5.66	0.49
BCC-ESM1	35.39	1.67	4.64	0.82
CESM2	47.69	3.22	3.58	1.49
CESM2-WACCM	47.77	1.56	3.57	1.53
CNRM-CM6-1	43.16	4.33	3.46	0.39
CNRM-ESM2-1	46.56	1.42	3.46	0.61
GISS-E2.1G	53.47	5.23	3.12	0.02
GISS-E2.1H	41.20	3.13	3.43	0.14
IPSL-CM6A-LR	37.75	1.72	4.67	1.75
MIROC6	21.29	0.89	2.79	0.94
MRI-ESM2.0	35.12	1.49	5.90	0.57
UKESM1.0-LL	48.36	1.09	2.39	2.20
12 个模式的中位数	41.88	1.64	3.53	0.76

究其感热模拟偏低的原因, 由公式 (1) 可知, 感热变化主要受制于 10 m 风速、地气温差和热量拖拽系数的变化。首先分析 10 m 风速的模拟情况 (图 5b 和表 3), 发现观测和模拟风速均表现出一定的年际变化, 绝大多数模式模拟的 10 m 风速较观测偏大, 仅有 2 个模式 (UKESM1.0-LL 和 MIROC6) 的模拟风速相对较小, 与观测接近。就 1979~2014 年的气候态均值来看, 在观测中高原中东部 10 m 风速的区域均值为 $2.73 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而 12 个模式的中位数数值为 $3.53 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 明显高于观测。仅有一个模式 (UKESM1.0-LL) 均值较观测略偏小, 而与观测气候均值最为接近的模式是 MIROC6, 风速均值为 $2.79 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (表 3)。可见, 10 m 风速的模

拟状况不是导致感热模拟偏低的原因。再来看地气温差的模拟情况（图 5c），显然，所有模式模拟的地气温差均较观测明显偏低，近几十年观测中地气温差的气候均值为 4.52°C ，而模式气候均值中位数仅为 0.76°C ，平均冷偏差达将近 4°C 。从单个模式模拟的结果来看，模拟地气温差的强度较为接近，强度范围为 $0.02\sim 2.20^{\circ}\text{C}$ （表 3）。

因此，综合感热、风速和地气温差的模拟情况，可以发现，模式模拟感热的普遍偏低可能主要归因于地气温差模拟的冷偏差。以模式 MIROC6 为例，相较其他模式而言，其模拟的风速与观测较为接近，但由于其模拟的地气温差存在严重冷偏差，导致感热模拟结果偏低。此外，除了风速和地气温差会影响感热的变化，公式（1）中可以看出系数 $\rho C_p C_H$ （这里将其定义为 C ）也可能对感热的变化有所影响。

更进一步地，将公式（1）简化为：

$$SH = C T V \quad (2)$$

其中 T 即地气温差，而 V 为 10 m 风速。则可推导出：

$$\ln SH = \ln C + \ln T + \ln V \quad (3)$$

为定量估计在均值上模式模拟感热和 Duan2018 的偏差及成因，这里可进一步将公式（3）变形为：

$$\frac{dSH}{SH} = \frac{dC}{C} + \frac{dT}{T} + \frac{dV}{V} \quad (4)$$

其中分子部分为模式均值与计算或观测均值的差值，而分母为计算或观测的气候平均值，那么公式（4）则体现了在均值上模拟感热与 Duan2018 偏差的相对变化及成因。计算结果如图 6 所示，可知 12 个模式模拟的春季高原感热均较 Duan2018 偏低，而风速的模拟普遍偏高，其中模式 MRI-ESM2-0 的模拟风速偏差最大，约为观测气候态均值的 1.16 倍，仅有一个模式（UKESM1-0-LL）的风速较观测略偏

低，显然风速的模拟偏大并不是感热模拟偏低的成因，这和以上定性分析一致。很明显，在所有模式中地气温差表现为一致偏低，其偏差值均高于观测气候态均值的50%，最高可与观测均值相当（GISS-E2-1-G）。此外部分模式（BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1、IPSL-CM6A-LR 及 MRI-ESM2.0）中 C 系数的低估也对感热模拟偏低有一定贡献，但是弱于地气温差的冷偏差作用，而其他 8 个模式中的 C 系数均偏高。因此，通过定量分析明确了地气温差的模拟冷偏差是造成感热模拟偏低的主要原因。

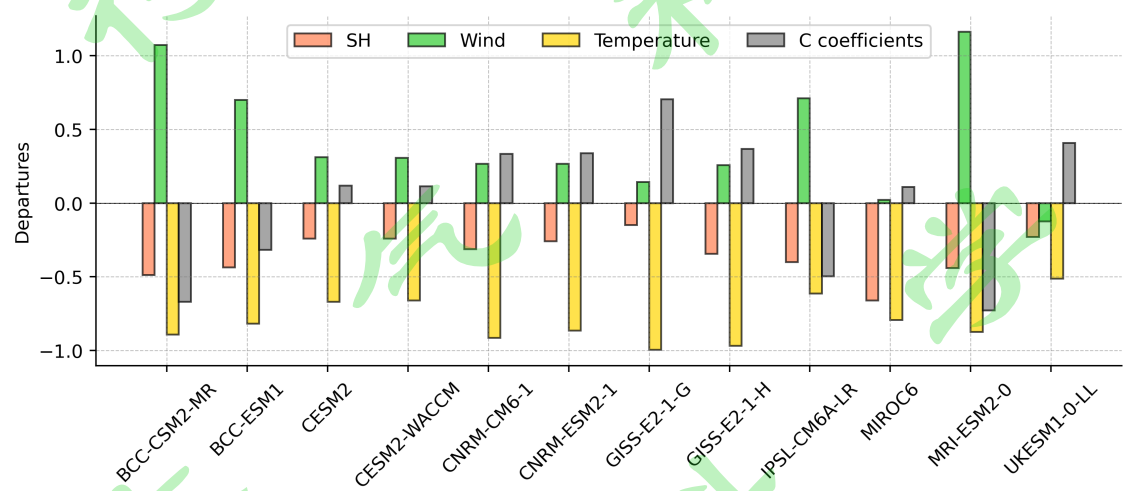


图 6 12 个模式相较观测在感热（红色柱）、风速（绿色柱）、地气温差（黄色柱）和 C 系数（灰色柱）上的偏差的相对变化

Fig.6 The relative variations of the deviation between the 12 models and observation for sensible heating flux (red columns), wind speed (green columns), land-air temperature difference (yellow columns) and C coefficient (grey columns)

地气温差的模拟冷偏差在整个高原中东部普遍存在（图 7a 和 d），整体偏低 3.5°C 以上。特别地，在高原中部地区，地气温差的低估最为显著，冷偏差可达 $5\sim 6^{\circ}\text{C}$ 。分别比较地表温度（图 7b 和 c）和气温的模拟情况（图 7e 和 f），发现二者几乎在整个高原中东部的模拟均较观测存在很强的冷偏差，其中地表温度冷偏差更为明显，区域平均偏差可达 6.78°C ，气温的区域平均偏差达 4.86°C 。可见，CMIP6 多模式对高原温度的模拟冷偏差，主要表现在对地表温度的严重低估，其

次是对气温的低估，致使地气温差出现严重冷偏差，最终导致模式模拟的地表感热较观测偏弱。

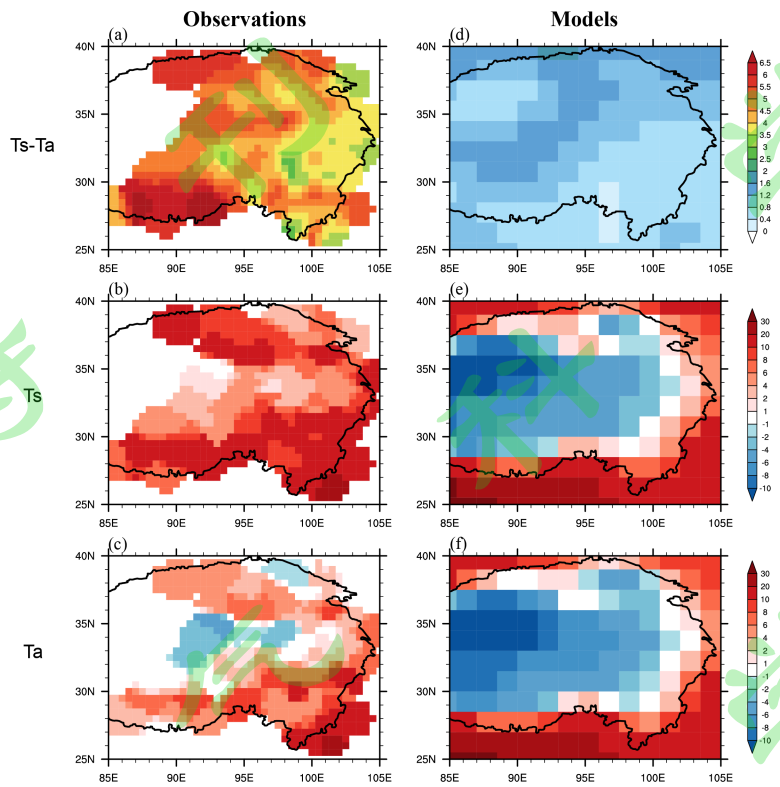


图 7 1979~2014 年观测 (a、b、c) 和模式集合平均 (d、e、f) 的春季高原中东部地气温差 (a、d)、地表温度 (b、e) 和气温 (c、f) 的空间分布 (°C)

Fig.7 Spatial distributions of the land-air temperature difference (a, d), surface temperature (b, e) and air temperature (c, f) over the central and eastern TP during 1979~2014 for the observation (a, b, c) and CMIP6 models (d, e, f) (°C)

进一步探究地表温度的模拟冷偏差原因，由地表能量平衡方程 (Lu and Cai, 2009) 可知，地表温度变化与短波辐射通量和潜热通量关系密切。任余龙等 (2021) 利用地表能量平衡方程诊断新疆地表温度模拟偏低的状态，指出模式模拟的潜热值偏大是主要原因。图 8 所示为观测和 CMIP6 多模式模拟的多年平均地表净短波辐射通量和降水的空间分布。从短波辐射来看，整体而言，观测 (卫星辐射资料 GEWEX-SRB) 和模式结果较为相似，但在地表温度冷偏差较大的高原中部地区，GEWEX-SRB 的地面净短波辐射明显较模式模拟结果偏强，可能是造成多模式模拟地表温度存在冷偏差的一方面因素。更重要地，从降水的空间分布可以看出，多

模式模拟结果在整个高原均较观测偏强，特别是在高原偏北部和南部地区，这也是地表温度冷偏差较大的区域（图 7b 和 e）。由此可知，地表温度的模拟冷偏差可能与高原降水模拟偏强有密切联系。

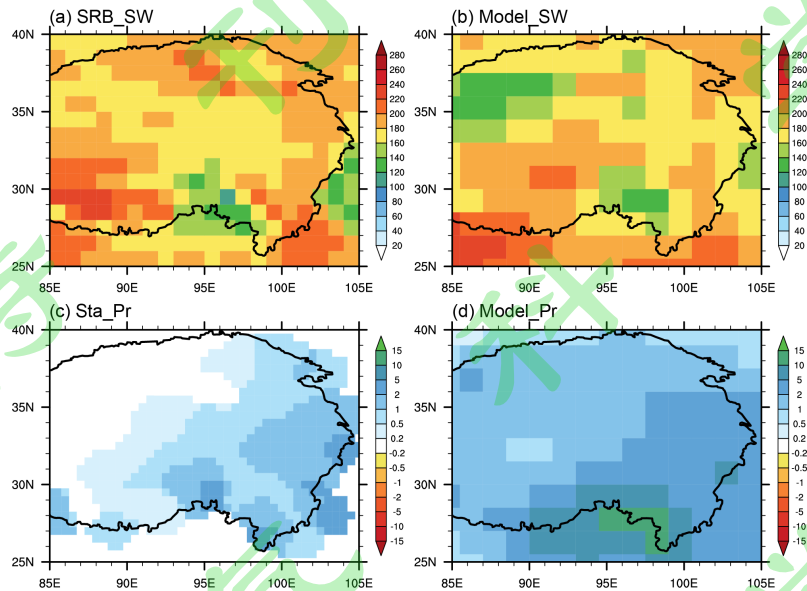


图 8 1979~2014 年平均的观测（a、c）和多模式模拟（b、d）的春季高原地表净短波辐射通量（来自 GEWEX-SRB 卫星辐射资料， $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ）和降水（ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ）的空间分布

Fig.8 Spatial distributions of the spring mean net shortwave radiation flux (from GEWEX-SRB dataset, $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) and precipitation ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) over the central and eastern TP during 1979~2014 for the observations (a, c) and multi-models simulations (b, d)

5 结论和讨论

基于站点观测、卫星辐射资料和 CMIP6 新一代气候模式的历史模拟试验数据，本文定量评估了 12 个全球气候模式对高原中东部地区地表感热通量的模拟能力，并分析了模拟偏差的可能原因。主要结论有：

- (1) CMIP6 多模式对高原中东部地区地表感热通量的年循环的模拟数值较 Duan2018 偏低；对地表感热的季节平均空间分布型的模拟较为合理，与 Duan2018 十分接近，但数值偏弱，尤其春季高原中部地区的感热大值区在模式中被严重低估。

(2) 区域平均而言, 1979~2014 年以来, CMIP6 多模式模拟的春季高原地表感热均较 Duan2018 明显偏低, 平均偏低约 $21 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 且模式之间存在较大不确定性。模式 GISS-E2-1-G 的模拟感热与 Duan2018 数值最为接近, 但年际变率偏强; 而与 Duan2018 数值偏差最大的模式是 MIROC6, 在所有模式中感热数值最小, 气候均值仅为 Duan2018 的 $1/3$ 左右。进一步的定性和定量归因分析表明, 多模式模拟的春季高原 10 m 风速和地气温差分别较观测偏高和偏低, C 系数在大多数模式中偏高, 这表明 CMIP6 模式模拟的春季高原感热偏低主要是由地气温差的模拟冷偏差所造成的。

(3) 地气温差的模拟冷偏差在整个高原中东部地区普遍存在, 整体偏低 3.5°C 以上, 特别在高原南部和北部地区, 冷偏差可达 $5\sim 6^\circ\text{C}$ 。地表温度和空气温度的模拟结果均较台站观测存在冷偏差, 其中地表温度冷偏差更为明显, 区域平均偏差强度可达 6.78°C , 进一步分析发现, 这可能与多模式对高原降水值模拟偏强有关。

在高原地区, 全球气候模式模拟的温度普遍存在冷偏差, 而这种偏差在不同季节、不同模式、高原不同区域的归因都可能有所不同, 以往相关分析指出地表温度模拟冷偏差与地表反照率 (Wu et al., 2021)、物理过程参数化方案 (徐蓉蓉等, 2021)、模式分辨率 (Ji and Kang, 2013) 等诸多要素有关, 本文也提出可能与模式模拟的高原降水偏强相关。上述研究还指出提高模式中的陆面和云过程、选择合适的分辨率和参数化方案等对降低高原上地表温度偏差至关重要, 可见目前高原气候模拟仍面临不小挑战。

对于幅员辽阔、地形复杂且站点稀缺的高原而言, 未来的气候变化研究工作将对模式更加依赖, 因此评估模式在高原地区模拟水平非常重要。本文主要利用高原

中东部地区的有限观测数据的计算感热评估了 CMIP6 多模式的模拟性能，且值得注意的是 Duan2018 与直接观测感热数据之间也有一定误差。而对资料匮乏的高原西部而言，无法给出进一步探讨，期待未来能够有更多可使用的资料开展更加细致的机理分析工作。

致谢 感谢文中表 1 所示的 CMIP6 各模式组提供的模拟试验数据，感谢 Duan et al., (2018)提供的站点观测及计算数据，感谢国家青藏高原科学数据中心提供的综合观测数据集。

参考文献 (References)

- Boucher O, Servonnat J, Albright A L, et al. 2020. Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model [J]. *J Adv Model Earth Sy*, 12(7), e2019MS002010, <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>.
- Chen L, Reiter E R, and Feng Z. 1985. The atmospheric heat source over the Tibetan Plateau: May—August 1979 [J]. *Mon. Wea. Rev.* 113: 1771–90.
- Danabasoglu G, Lamarque J F, Bacmeister J, et al. 2020. The Community Earth System Model Version 2 (CESM2) [J]. *J Adv Model Earth Sy*, 12(2), e2019MS001916. <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>.
- Danabasoglu G. 2019. NCAR CESM2-WACCM model output prepared for CMIP6 CMIP [J]. Version 20190529. Earth System Grid Federation. <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.10024>
- Ding Y H, Ren G Y, Zhao Z C, et al. 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24: 954–971.
- 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水 和大气环流的异常 [J]. *中国科学(D 辑)*, 33(10): 997–1004.
- Duan A M, Liu Y M, and Wu G X. 2005. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer [J]. *Sci. China Ser. D Earth Sci.*, 48(2): 250–257.
- Duan A M, Li F, Wang M R, et al. 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 24 (21): 5671–5682.
- Duan A M, Liu S F, Zhao Y, et al. 2018. Atmospheric heat source/sink dataset over the Tibetan Plateau based on satellite and routine meteorological observations[J]. *Big Earth Data*, 2: 179–89.

- Duan A M, Wang M R, Lei Y H, et al. 2013. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980–2008 [J]. *J. Climate*, 26 (1): 261–275.
- Duan A M, and Wu G X. 2008. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations [J]. *J. Climate*, 21 (13): 3149–3164.
- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia [J]. *J. Meteorol. Soc. JPN*, 35: 180–6.
- Gao Y, Chen F, and Jiang Y. 2020. Evaluation of a convection-permitting modeling of precipitation over the Tibetan Plateau and its influences on the simulation of snow-cover fraction [J]. *J. Hydrometeorol*, 21:1531–1548.
- 胡琴, 姜大膀, 范广洲. 2014. CMIP5 全球气候模式对青藏高原地区气候模拟能力评估 [J]. *大气科学*, 38 (5): 924–938, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.13197. Hu Qin, Jiang Dabang, Fan Guangzhou. 2014. Evaluation of CMIP5 models over the Qinghai–Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (5): 924–938.
- Ji Z M, and Kand S C. 2013. Double-nested dynamical downscaling experiments over the Tibetan Plateau and their projection of climate change under two RCP scenarios [J]. *J. Atmos Sci*, 70(4): 1278–1290.
- Jones P.W. 1999. First- and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127: 2204–2210.
- Lu J. H., and Cai M. 2009. Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations [J]. *Geophys. Res. Lett*, 36, L16704.
- 马耀明. 2020. 青藏高原地气相互作用过程高分辨率（逐小时）综合观测数据集（2005-2016） [J]. 国家青藏高原科学数据中心, DOI: 10.11888/Meteoro.tpd.270910. MA Y M. 2020. A long-term dataset of integrated land-atmosphere interaction observations on the Tibetan Plateau (2005-2016). National Tibetan Plateau Data Center, 2020. DOI: 10.11888/Meteoro.tpd.270910.
- Ma Y, Hu Z, Xie Z, et al. 2020. A long-term (2005–2016) dataset of hourly integrated land–atmosphere interaction observations on the Tibetan Plateau [J]. *Earth Syst. Sci. Data*, 12: 2937–2957, <https://doi.org/10.5194/essd-12-2937-2020>.
- Monin A S, and Obukhov A M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground [J]. *Tr Akad Nauk SSSR Geofiz Institute*, 24: 163–187.
- NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS). 2017. NASA-GISS GISS-E2.1H model output prepared for CMIP6 CMIP Version 20190403 Earth System Grid Federation. (http://cera-www.dkrz.de/WDCC/meta/CMIP6/CMIP6_CMIP.NASA-GISS.GISS-E2-1-H).
- NASA Goddard Institute for Space Studies (NASA/GISS). 2018. NASA-GISS GISS-E2.1G model output prepared for CMIP6 CMIP Version 20180827 Earth System Grid Federation. (<https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1400>).
- 任余龙, 李毅, 李红, 等. 2021. 地表能量平衡方程在新疆地表温度模拟中的应用 [J]. *中国沙漠*, 41(3): 137–146.

- Seferian R, Nabat P, Michou M, et al. 2019. Evaluation of CNRM Earth System Model, CNRM-ESM2-1: Role of Earth System Processes in Present-Day and Future Climate [J]. *J Adv Model Earth Sy*, 11(12): 4182–4227..
- Su F G, Duan X L, Chen D L, et al. 2013. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 26: 3187– 3208.
- Tang Y M, Rumbold S, Ellis R, et al. 2019. MOHC UKESM1.0-LL model output prepared for CMIP6 CMIP historical [J]. Earth System Grid Federation. <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.6113>.
- Tatebe H, Ogura T, Nitta T, et al. 2019. Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6 [J]. *Geosci. Model Dev*, 12: 2727–2765.
- Voldoire A, Martin D S, Senesi S, et al. 2019. Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1 [J]. *Adv. Model. Earth. Sy*. 11: 2177–213.
- 王欢, 李栋梁. 2020. 21 世纪初青藏高原感热年代际增强对中国东部季风雨带关键区夏季降水年代际转折的影响 [J]. *地球物理学报*, 63(2): 412–426. Wang H, and Li D L. 2020. Impacts of decadal variability in sensible heat over the Tibetan Plateau on decadal transition of summer precipitation over dominant regions of monsoon rainfall band in eastern China since the early 2000s [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 63(2): 412–426.
- 王美蓉, 周顺武, 段安民. 2012. 近 30 年青藏高原中东部大气热源变化趋势: 观测与再分析资料对比 [J]. *科学通报*, 57(2-3): 178–188. Wang M R, Zhou S W, and Duan A M. 2012. Trend in the atmospheric heat source over the central and eastern Tibetan Plateau during recent decades: Comparison of observations and reanalysis data [J]. *Chin Sci Bull*, 57: 548–557.
- Wang M R, Wang J, Chen D L, et al., 2019. Recent recovery of the boreal spring sensible heating over the Tibetan Plateau will continue in CMIP6 future projections [J]. *Environ. Res. Lett*, 14, 124066.
- 王淑瑜, 熊喆. 2004. 5 个海气耦合模式模拟东亚区域气候能力的初步分析[J]. *气候与环境研究*, 9: 240–250. Wang Shuyu, Xiong Zhe. 2004. The preliminary analysis of 5 coupled ocean–atmosphere global climate models simulation of regional climate in Asia [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 9: 240–250.
- Wang Z Q, Duan A M, and Wu G X. 2014. Time-lagged impact of spring sensible heat over the Tibetan Plateau on the summer rainfall anomaly in East China: Case studies using the WRF model [J]. *Climate Dyn.*, 42 (11–12): 2885–2898.
- 吴国雄, 刘屹岷, 何编, 等. 2018. 青藏高原感热气泵影响亚洲夏季风的机制 [J]. *大气科学*, 42(3): 488–504. Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2018. Review of the impact of the Tibetan Plateau sensible heat driven air-pump on the Asian summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 42 (3): 488–504.
- Wu G X, Duan A M, Liu Y M, et al. 2015. Tibetan Plateau climate dynamics: Recent research progress and outlook [J]. *Nat. Sci. Rev.*, 2 (1): 100–116.
- Wu G X, Guan Y, Liu Y M, et al. 2012. Air-sea interaction and formation of the Asian summer monsoon onset vortex over the Bay of Bengal [J]. *Climate. Dyn.*, 38: 261–279.

- Wu T W, Zhang F, Zhang J, et al. 2020. Beijing Climate Center Earth System Model version 1 (BCC-ESM1): model description and evaluation of aerosol simulations [J]. *Geosci. Model Dev.*, 13: 977–1005.
- Wu Y, Liu Y M, Li J D, et al. 2021. Analysis of surface temperature bias over the Tibetan Plateau in the CAS FGOALS-f3-L model [J]. *Atmos. Ocean. Sci. Lett.*, 14.
- Xie Z L, and Wang B. 2021. Summer heat sources changes over the Tibetan Plateau in CMIP6 models [J]. *Environ. Res. Lett.*, 16, 064060.
- Xin X G; Zhang J, Zhang F, et al. 2018. BCC BCC-CSM2MR model output prepared for CMIP6 CMIP. Version 20190529. Earth System Grid Federation. <https://doi.org/10.22033/ESGF/CMIP6.1725>.
- 徐蓉蓉, 梁信忠, 段明铿. 2021. CWRF 对青藏高原气温和降水模拟效果的综合评估[J]. *大气科学学报*, 44(1): 104–117. Xu R R, Liang X Z, Duan M K. 2021. Evaluation of CWRF simulation of temperature and precipitation on the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Trans Atmos Sci (in Chinese)*, 44(1): 104–117, doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20201103001.
- Xu Y, and Xu C H. 2012. Preliminary assessment of simulations of climate changes over China by CMIP5 multi-models [J]. *Atmos. Ocean. Sci. Lettes*, 6: 489–494.
- 阳坤, 郭晓峰, 武炳义. 2010. 青藏高原地表感热通量的近期变化趋势[J]. *中国科学: 地球科学*, 40: 923–932.
- Yang K, Guo X F, and Wu B Y. 2011. Recent trends in surface sensible heat flux on the Tibetan Plateau [J]. *Sci. China. Earth. Sci*, 54: 19–28.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. *气象学报*, 28: 108–121. Ye T C, Lo S W, Chu P C. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surroundings [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 28: 108–121.
- Yukimoto S, Kawai H, Koshiro T, et al. 2019. The Meteorological Research Institute Earth System Model Version 2.0, MRI-ESM2.0: Description and Basic Evaluation of the Physical Component [J]. *J Meteorol Soc JPN*, 97(5), 931–965, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-051>.
- 张艳, 钱永甫. 2004. 地表感热的时空分布特征及其与邻近海洋海温异常的关系 [J]. *高原气象*, 23(3): 330–338. Zhang Y, and Qian Y F. 2004. Temporal and spatial patterns of surface sensible heat flux and their relationship with the SST anomaly over adjacent oceans [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23(3): 330–338.
- 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 2019. 第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)评述 [J]. *气候变化研究进展*, 15(5): 445–456. Zhou T J, Zou L W, Chen X L. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 445–456.
- Zhu Y Y, and Yang S N. 2020. Evaluation of CMIP6 for historical temperature and precipitation over the Tibetan Plateau and its comparison with CMIP5 [J]. *Adv Clim Chang Res*, 11(3): 239–251.